

رخساره‌های کربناته، میکروفاسیس‌ها و چینه‌شناسی ساکنسی نهشته‌های پرمین در برش باغ‌ونگ (طبس)

فرزاد ستوهیان^{۱*} و محسن رنجبران^۲

۱- گروه محیط‌زیست، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان، گیلان

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران، تهران

نویسنده مسئول: farzad_sotohian@yahoo.com*

دریافت: ۹۴/۳/۱۲ پذیرش: ۹۴/۶/۸

چکیده

سنگ‌های پرمین برش باغ‌ونگ به سن بلورین-دوراشامین (سازند جمال) شامل سنگ‌های کربناته می‌باشد. این سنگ‌ها بر روی سازند سردر و در زیر سازند سرخ شیل قرار گرفته‌اند. مطالعات پتروگرافی نشانگر این است که این سنگ‌ها را می‌توان به ۱۳ میکروفاسیس سنگ آهکی تقسیم کرد. تلفیق و نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی و شواهد صحرایی مشخص کرده است که این میکروفاسیس‌های آهکی در چهار زیر محیط؛ ساحل، لاگون، بار (سد) و دریای باز نهشته شده‌اند. نبود سازندگان واقعی و موثر ریزش و جریان‌های حاصل از توربیدایت نشانه آن است که پلاتفرم کربناته پرمین برش باغ‌ونگ از نوع سکو هموکلینال می‌باشد. تشکیل و توسعه این پلاتفرم کربناته مصادف با پیشروی دریا در بلورین است. براساس مشاهدات میدانی و مطالعه مقاطع نازک و رخساره‌های رسوبی یک توالی رسوبی دسته دوم و دو توالی رسوبی دسته سوم در برش باغ‌ونگ تشخیص داده شد. هر توالی از تعدادی پاراسکانس‌های کم عمق شونده به سمت بالا تشکیل شده است. این ساکنس‌ها با ناپیوستگی‌های نوع ۱ (SB1) و ناپیوستگی نوع ۲ (SB2) در نهشته‌های کربناته تشخیص داده شده‌اند. ساکنس‌های پرمین بالایی این ناحیه با ساکنس‌های جهانی پرمین بالایی مطابقت دارند.

واژه‌های کلیدی: میکروفاسیس، سکو هموکلینال، توالی، طبس، پرمین

مقدمه

ارنست [۵] بر اساس مطالعه بریوزوئرها‌های بخش زیرین سازند جمال در برش سراب در منطقه بزمان سن بلورین را تعیین نمود. در سال‌های اخیر مطالعات جامع‌تری از سازند جمال در نواحی مختلف ایران مرکزی به وسیله پرتوآذر [۲] و طاهری و وزیری [۳] و عارفی‌فرد [۴] انجام شده است. توالی کربناته تخریبی، پایین‌ترین بخش سازند جمال در ناحیه‌ی شیرگشت، به عنوان بخشی از سازند باغ‌ونگ معرفی شده است. سن این بخش بر اساس داده‌های به دست آمده از ناحیه‌ی ازبک کوه [۲] آسلین- ساکمارین تعیین شد، اما بر اساس مطالعات انجام شده توسط لون و وزیری [۲۳] بخش باغ‌ونگ در مقطع تیپ خود، سن بلورین را نشان می‌دهد، ولی در مطالعات اخیر [۶] بخش باغ‌ونگ، دارای سن یاختاشین - بلورین می‌باشد. توالی‌های کربناته - تخریبی در ناحیه‌ی ازبک کوه قدیمی‌تر از بخش باغ‌ونگ هستند و یک سازند جداگانه به نام زلدو را تشکیل داده‌اند [۲۲]

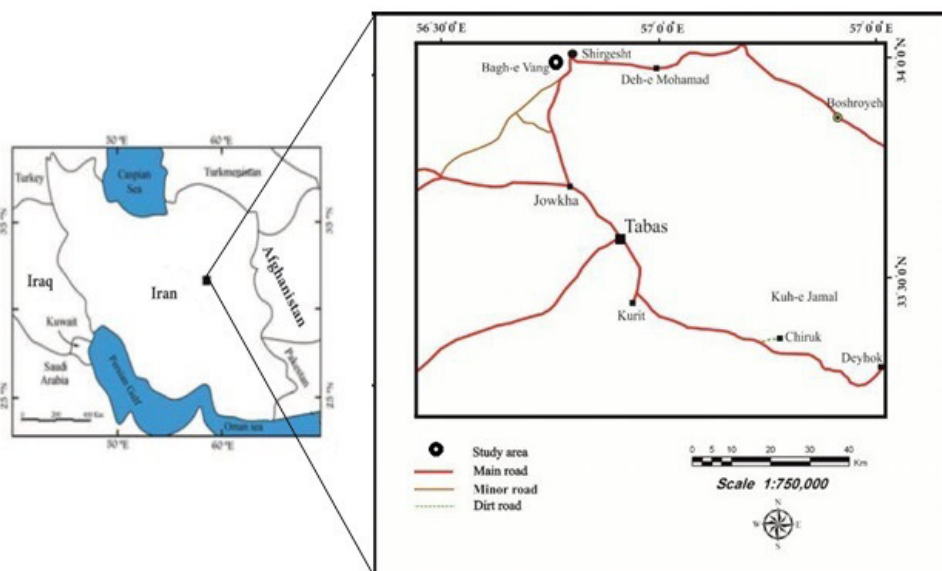
رسوبات پرمین در ایران مرکزی به نام سازند جمال [۳۳] نام‌گذاری شده‌اند. بلوک طبس که میان گسل ناینند در خاور و گسل کلمرد - کوه بنان در باختر قرار دارد، از جمله مناطقی است که روند تکاملی پالئوزویک آن با مناطق مجاور همخوانی و هماهنگی ندارد [۱]. این سازند اولین بار در جنوب رشته کوه شتری معرفی شد که از ۵۰۰ متر توالی کربناته و دولومیت تشکیل شده است [۲۰]. در ناحیه شیرگشت همانند برش تیپ، سازند جمال اساساً از آهک و دولومیت به ضخامت تقریباً ۳۱۵ متر تشکیل شده است. بخش قاعده‌ای آن با ناپیوستگی هم شیب شیل و ماسه‌سنگ‌های سبز سازند سردر را پوشانده و با پیوستگی توسط رسوبات سازند سرخ شیل پوشیده می‌شود.

سن سازند جمال بر اساس وجود فسیل‌هایی از براکیوپودا، کنودونت، آمونوئید و فوزولینید به آرتنیسکین-پرمین بالایی نسبت داده می‌شود. یار احمد و

موقعیت جغرافیایی

برش باغ ونگ در محدوده نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شیرگشت رخمون دارد [۲۹]. این برش در ۴۵ کیلومتری شمال غرب ناحیه طیس و جنوب غرب شیرگشت، در مسیر طیس به شیرگشت در محلی به نام کوه باغ ونگ قرار دارد. مشخصات جغرافیایی آن عبارتست از: ۵۶ درجه و ۴۶ دقیقه طول شرقی، و ۳۳ درجه و ۱۱ دقیقه عرض شمالی (شکل ۱).

برش مورد مطالعه از کامل‌ترین رخنمون‌های سازند جمال در ایران است که مطالعات دقیق و سیستماتیک در ارتباط با محیط رسوبی و توالی آن صورت نگرفته است. از آنجایی که به دلیل تنوع فون در دوره پرمین و نیز فراوانی میکروفسیل‌های فرامینی فر سازند جمال بیش‌تر از این منظر، مورد مطالعه محققین گرامی قرار گرفته است، لذا نگارندگان مصمم گردیدند که به دلیل اهمیت محیط رسوبی و بازسازی شرایط و ارائه مدل رسوبی این جنبه از مطالعات را کمتر به آن توجه گردیده را در این تحقیق مورد بررسی دقیق قرار دهند.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مقطع کوه جمال (اقتباس از پرتوآذر [۲])

مشخصات سنگ‌چینه‌ای سازند جمال در برش باغ ونگ

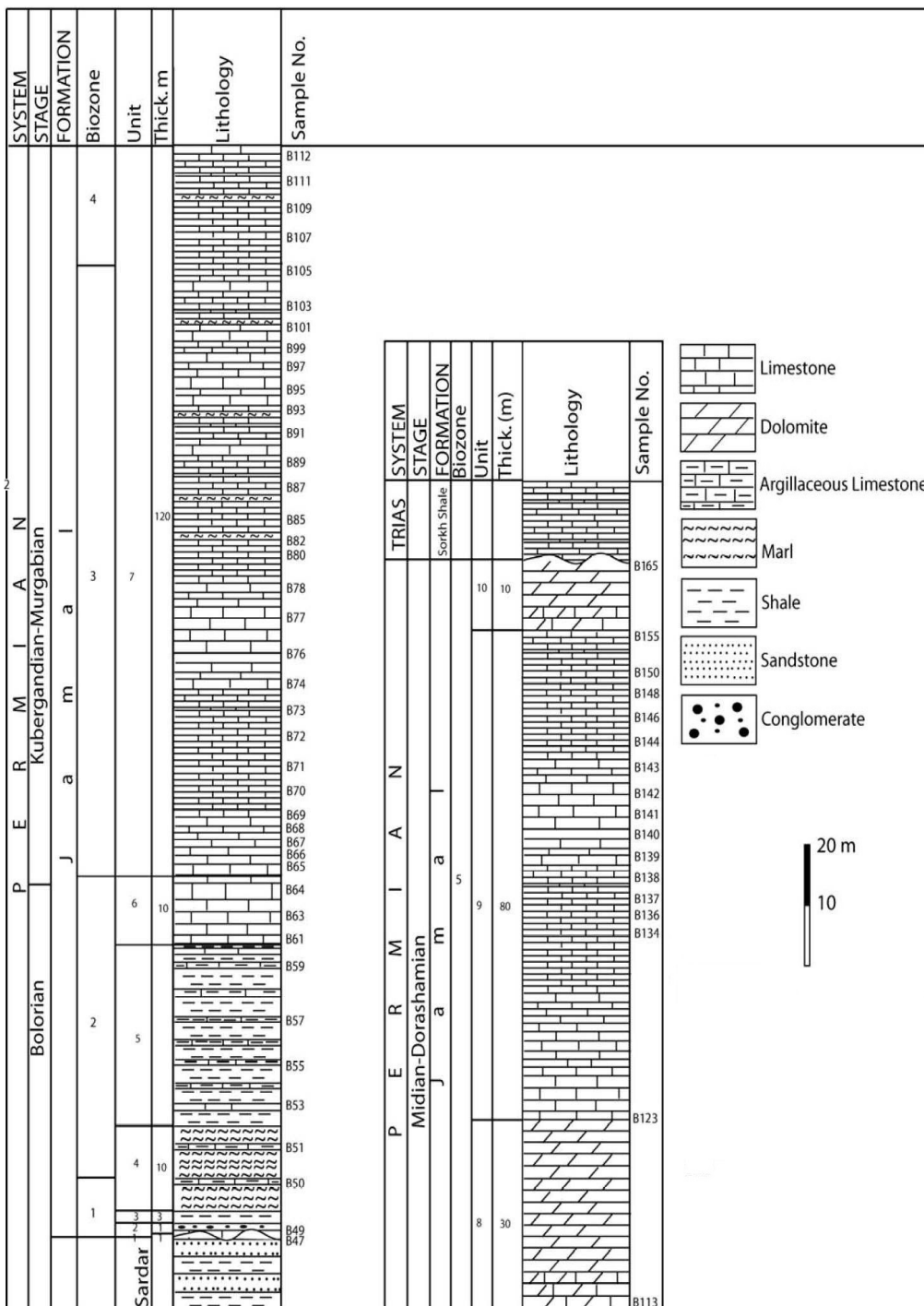
نهشته‌های پرمین برش باغ ونگ به ضخامت ۲۸۰ متر است و در قاعده با ناپیوستگی هم‌شیب بر روی سازند سردر متشکل از شیل و ماسه‌سنگ قرار گرفته و خود با پیوستگی توسط رسوبات سازند سرخ‌شیل پوشیده می‌شود. بر اساس شواهد صحرایی توالی فوق به واحدهای زیر تقسیم می‌شود (شکل ۲).

- ۱- سنگ‌آهک بیوکلاستیک، اینتراکلاستیک، خاکستری با لایه‌بندی متقاطع جناغی شکل، به ضخامت ۱ متر.
- ۲- کنگلومرای آهکی خاکستری، در بخش میانی قرمز رنگ، به ضخامت ۱ متر.
- ۳- شیل قرمز به ضخامت ۳ متر.

- ۴- مارن با سنگ‌آهک رسی خاکستری به ضخامت ۱۵ متر.
- ۵- شیل با سنگ‌آهک مارنی نازک لایه به ضخامت ۳۰ متر. بخش بالایی این واحد شامل فوزولینید، مرجان، براکیوپد و گاستروپد فراوان هست.
- ۶- سنگ‌آهک توده‌ای در قاعده دارای لایه‌بندی، خاکستری تا زرد به ضخامت ۱۰ متر. بخش قاعده‌ای آن خرد شده است.
- ۷- سنگ‌آهک با لایه‌بندی خوب، خاکستری، دارای بین لایه‌هایی از مارن و باند و ندول‌های چرتی به ضخامت ۱۱۰ متر.
- ۸- سنگ‌آهک دولومیتی و دولومیت ضخیم‌لایه تا توده‌ای، زرد تا خاکستری با ندول و باندهای چرتی به ضخامت ۳۰ متر.

در این مطالعه سعی بر آن است محیط رسوبی سنگ‌های کربناته تشکیل‌دهنده سازند جمال بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و رخساره‌های میکروسکوپی به دقت مورد بررسی و شناخت قرار گیرد.

۹- سنگ‌آهک با لایه‌بندی، خاکستری تیره، حاوی چرت به ضخامت ۷۰ متر.
 ۱۰- دولومیت و سنگ‌آهک دولومیتی، ضخیم‌لایه تا توده‌ای، خاکستری تیره به ضخامت ۱۰ متر.



شکل ۲. ستون چینه‌نگاری سازند جمال در برش باغ ونگ

مواد و روش‌ها

مطالعه رسوبات پرمین ناحیه مورد مطالعه در دو مرحله صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در مطالعات صحرایی بر اساس تغییرات رخساره‌ای و بافتی مشاهده شده در روی زمین ۱۶۵ نمونه برداشت گردید. از تمامی نمونه‌های برداشت شده جهت شناسایی رخساره‌های سنگی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری مقطع نازک تهیه گردید.

مطالعات میکروسکوپی درصد فراوانی دانه‌های متشکله (اسکلتی و غیر اسکلتی) در کلیه مقاطع نازک با استفاده از چارت‌های مقایسه‌ای [۱۲] تعیین گردیده است. بر اساس طبقه‌بندی کربنات‌ها به روش دانه‌ها [۹] سنگ‌ها نام‌گذاری گردیدند. با توجه به نوع و میزان فراوانی دانه‌ها و موقعیت رخساره‌ها و نیز با استفاده از کارهای ویلسون [۳۸] و فلوگل [۱۲] رخساره‌های کربناته مشخص و در خاتمه محیط رسوب‌گذاری تعبیر و تفسیر گردیده است.

شرح میکروفاسیس‌ها

دانه‌ها و اجزاء موجود در رسوبات ناحیه مورد مطالعه به دو دسته کربناته و آواری تقسیم می‌شوند. دانه‌های کربناته به دو دسته اصلی و فرعی تقسیم می‌شوند. دانه‌های اصلی از نظر فراوانی درصد بالایی را به خود اختصاص داده و در طبقه‌بندی میکروفاسیس‌ها نقش اساسی دارند. آن‌ها شامل ائید، اکینودرم، براکیوپود، جلبک سبز، انکوئید و فوزولیناسه‌آ می‌باشند. دانه‌های غیر کربناته شامل ذرات تخریبی کوارتز می‌باشد.

تجزیه و تحلیل دقیق پتروگرافی رسوبات منجر به تشخیص چندین گروه میکروفاسیس گردیده که بر اساس آن چهار زیر محیط رسوبی تشخیص داده شده است. این زیر محیط‌ها از طرف خشکی به دریا عبارتند از: زیر محیط پهنه جزرومدی/ ساحلی، زیر محیط محصور تا نیمه محصور شده لاگون، زیر محیط سد و زیر محیط دریای باز.

رخساره‌های میکروسکوپی برش باغ‌ونگ

گروه میکروفاسیس‌های پهنه جزر و مدی (T-Tidal

(Flat)/ساحل (B-Beach)

میکروفاسیس (T₁): مادستون

متن اصلی این رخساره را میکرایت تشکیل داده و منحصراً درصد کمی از خرده‌های اسکلتی در آن مشاهده می‌شود (شکل ۳-الف). فقدان تنوع فونی در رخساره فوق حاکی از عدم شرایط مناسب برای زیست موجودات بوده، بنابراین با توجه به موارد فوق‌الذکر و موقعیت آن در توالی، محیط تشکیل آن به پهنه جزرومدی نسبت داده شده است [۷]. این رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد ۲۳ فلوگل است [۱۱].

میکروفاسیس (B₁): بیوکلاسیک گرینستون

دانه‌های اسکلتی اکینید، بریوزوئر و به مقدار کمتر گاستروپود، دوکفه‌ای، استراکد در این میکروفاسیس دیده می‌شود. قطعات اسکلتی در سیمانی از کلسیت اسپاریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳-ب).

گروه میکروفاسیس‌های لاگون (L-Lagoon)

میکروفاسیس (L₁): اینتراکلاستیک گرینستون

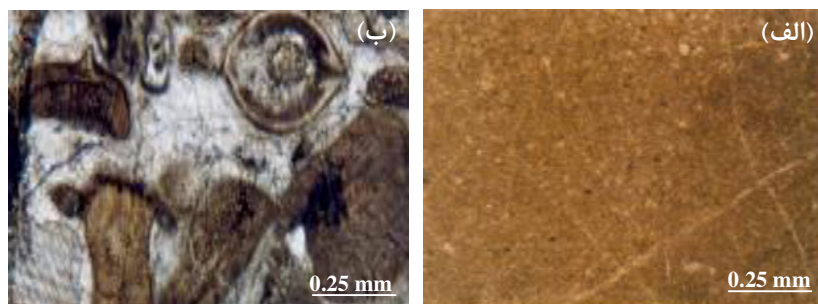
آلوکم اصلی این رخساره را اینتراکلاست (۵۰ تا ۴۰ درصد) تشکیل می‌دهد. در بعضی مقاطع مقدار کمی از قطعات اسکلتی جلبک‌های سبز و فرام‌های بنتیک مشاهده می‌شود. اینتراکلاست‌ها اغلب گرد شده و فضای بین آن‌ها را سیمان اسپاری پر کرده است (شکل ۴-الف). در برخی نمونه‌ها بافت به صورت کمی شسته شده مشاهده می‌شود. حضور اینتراکلاست حاکی از انرژی امواج و جریان‌ها می‌باشد. با توجه به فقدان فون‌های دریایی، حضور فراوان اینتراکلاست و بافت سنگ رخساره فوق در بخش لاگون به سمت ساحل تنه‌نشست پیدا کرده است.

میکروفاسیس (L₂): بیوکلاستیک وکستون پکستون

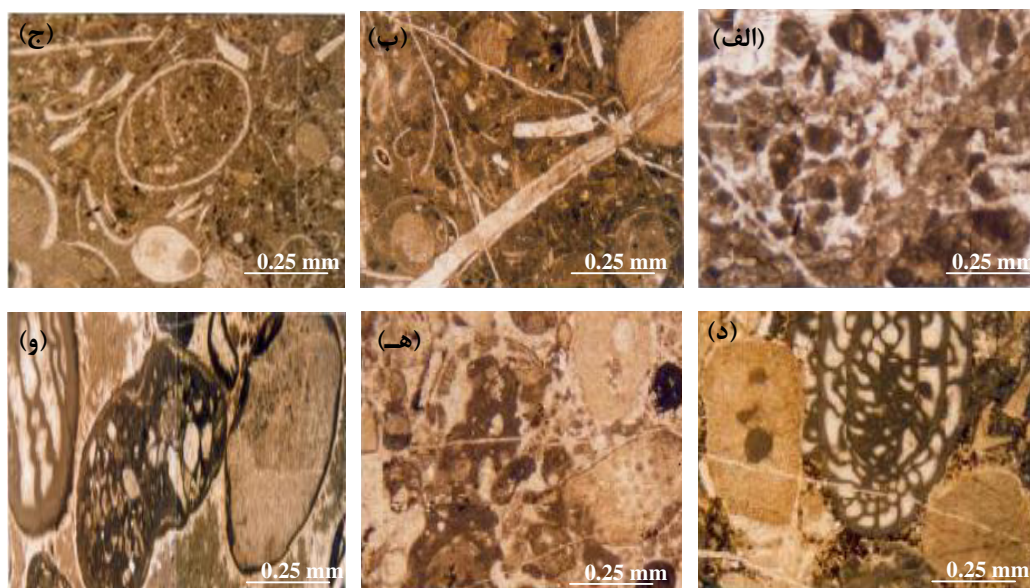
این رخساره دارای ۳۰ تا ۴۰ درصد دانه‌های اسکلتی است. دانه‌های اسکلتی پدید آورنده آن دوکفه‌ای، گاستروپود و به مقدار کم اکینید می‌باشد. در بعضی مقاطع قطعات اسکلتی دوکفه‌ای و در بعضی مقاطع دانه‌های اسکلتی گاستروپود غالب می‌باشند (شکل ۴-ب و ج). تنوع کم بیوکلاست‌ها، کامل بودن آن‌ها و متن میکرایتی نشانگر آرام بودن محیط رسوبی و تشکیل آن در عمق لاگون است. این رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد ۸ فلوگل است [۱۱].

برخی دانه‌ها و تشکیل رگه‌های استیلولیت شده است. از مشخصات مهم این رخساره اندازه نسبتا درشت و سالم بودن آلوکوم‌ها می‌باشد که حاکی از حمل و نقل کم آن‌ها و کم عمق بودن حوضه رسوبی است. با توجه به بافت سنگ و حضور فوزولیناسه‌آی درشت محیط تشکیل آن حاشیه سد به سمت لاگون در نظر گرفته شده است. این رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد ۱۸ فلوگل است [۱۱].

میکروفاسیس (L₃): فوزولیناسه‌آ اکینید پکستون
آلوکم اصلی این رخساره را خرده‌های اسکلتی فوزولیناسه‌آ و اکینید تشکیل می‌دهند. میزان فراوانی آن‌ها ۵۰٪ تا ۶۰٪ بوده و در یک زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-د). در بعضی از نمونه‌ها به دلیل از بین رفتن تخلخل اولیه در اثر فرایند فشردگی دانه‌ها دارای آرایش فشرده هستند. فشردگی در این رخساره سبب به وجود آمدن ساختمان انحلالی فشاری، شکسته شدن



شکل ۳. الف: مادستون - پهنه جزر و مدی (T₁) (نورپلاریزه ب: بیوکلاستیک گرینستون - ساحل (B₁) (نورپلاریزه)



شکل ۴. الف: اینتراکلاستیک گرینستون - لاگون (L₁) (نورپلاریزه ب: بیوکلاستیک وکستون - پکستون - لاگون (L₂) (نورپلاریزه ج: بیوکلاستیک وکستون - پکستون - لاگون (L₂) (نورپلاریزه د: فوزولیناسه‌آ اکینید اینتراکلاستیک پکستون - گرینستون - لاگون (L₃) (نورپلاریزه ه: داسی کلاداسه‌آ اکینید کورالیناسه‌آ گرینستون - لاگون (L₄) (نورپلاریزه و: فوزولیناسه‌آ اکینید اینتراکلاستیک پکستون - گرینستون - لاگون (L₅) (نورپلاریزه)

توسط سیمان اسپاری پر شده است. شواهد صحرایی (لایه‌بندی ضخیم تا توده‌ای) و قرارگیری آن‌ها بر روی رخساره‌های دریای باز حاکی از تشکیل آن‌ها در زیر محیط بار یا سد می‌باشد. در بعضی مقاطع نازک بر اثر فرایند فراگیر دولومیتی شدن بافت و آلوکم‌های اولیه به خوبی قابل تشخیص نیستند. این رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد ۱۳ فلوگل است [۱۱].

میکروفاسیس (S₂): اینترکلاستیک انکوئیدال گرینستون

دانه‌های اصلی تشکیل دهنده این رخساره اینتراکلاست و انکوئید می‌باشند. از عناصر آلی فرعی آن می‌توان به فوزولین‌های نسبتاً کوچک اشاره نمود. هسته انکوئیدها، اکینید و قطعات دیگر است. آن‌ها از شکل هسته تبعیت کرده‌اند (شکل ۵-ب). فراوانی اینتراکلاست‌ها به میزان ۱۵-۱۰ درصد و انکوئیدها حدوداً ۳۰-۲۰ درصد می‌باشد. به دلیل قرارگیری این رخساره در بالاتر از سطح اساس امواج، فاقد گل بوده و فضای بین دانه‌ها توسط سیمان اسپاری پر شده است. دانه‌های اسکلتی پدید آورنده این میکروفاسیس اکینید بریوزوئر و به مقدار کمتر گاستروپد می‌باشد. این رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد ۱۳ فلوگل است [۱۱].

میکروفاسیس (S₃): ایید گرینستون

اییدها آلوکم اصلی این رخساره را تشکیل داده و میزان فراوانی آن‌ها تا ۵۵ درصد هم می‌رسد. از آلوکم‌های فرعی آن می‌توان به اینتراکلاست‌ها و خرده‌های اسکلتی اشاره نمود. اییدها دارای ساختمان متحدالمرکز بوده و از جورشدگی نسبتاً بالایی برخوردار هستند (شکل ۵-ج). اندازه آن‌ها بین ۱ تا ۱/۸ میلی‌متر می‌باشد. بین دانه‌های مختلف این میکروفاسیس را سیمان اسپاری درشت تا متوسط بلور پر کرده که حاکی از انرژی بالا در محیط تشکیل است. فراوانی اییدها در این میکروفاسیس نشانگر تشکیل آن در محیط کم عمق، پارانرژی و متلاطم پشته‌های اییدی^۱ می‌باشد [۱۲]. این رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد ۱۵ فلوگل است [۱۱].

میکروفاسیس (L₄): داسی‌کلاداسه آ اکینید کورالیناسه آ گرینستون

خرده‌های فسیلی کورالیناسه آ (حدود ۱۵ درصد)، اکینید (۱۲ درصد) و جلبک سبز داسی‌کلاداسه آ (حدود ۵ تا ۱۰ درصد) از فراوان‌ترین دانه‌های کربناته این میکروفاسیس هستند (شکل ۴-ه). فرامینی‌فرهای بنتیک و براکیوپودا عناصر اسکلتی فرعی این رخساره می‌باشند. جورشدگی در این رخساره نسبتاً ضعیف می‌باشد. با توجه به مشخصات فوق‌الذکر محیط تشکیل آن را به بخش لاگون مجاور سد نسبت می‌دهیم. این رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد ۱۸ فلوگل است [۱۱].

میکروفاسیس (L₅): فوزولیناسه آ اکینید اینتراکلاستیک پکستون - گرینستون

وجود درصد بالایی از اجزاء غیر اسکلتی به خصوص اینتراکلاست معرف این میکروفاسیس می‌باشد. خرده‌های فسیلی فوزولیناسه آ (حدود ۱۵-۱۰ درصد)، اکینید (حدود ۲۰-۱۵ درصد) و اینتراکلاست (حدوداً ۲۵ درصد) از فراوان‌ترین دانه‌های آهکی این رخساره می‌باشند (شکل ۴-و) اندازه دانه‌ها درشت و تا حد سانتی‌متر نیز می‌رسد. اکینودرم‌ها اکثراً توسط سیمان تکسیال احاطه شده‌اند. در بعضی بخش‌ها فضای بین دانه‌ها توسط سیمان پر شده است. اطراف قطعات اسکلتی پوشش میکرایتی مشاهده می‌شود. از مشخصه‌های مهم این رخساره می‌توان به اندازه نسبتاً درشت دانه‌ها اشاره نمود که حاکی از عمق کم و نسبتاً پر انرژی محیط رسوبی است. رخساره فوق شیب به رخساره‌های سد بوده با این تفاوت که بافت آن با شکستگی ضعیف می‌باشد. بنابراین احتمالاً در کنار رخساره سد و به طرف لاگون بر جای گذاشته شده است. این میکروفاسیس در کمربند رخساره‌ای شماره ۶ فلوگل نهشته شده است [۱۱].

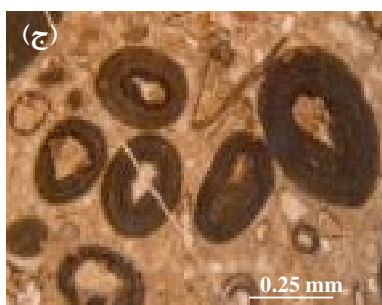
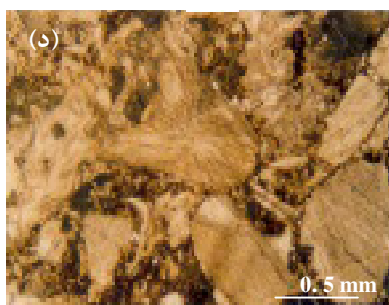
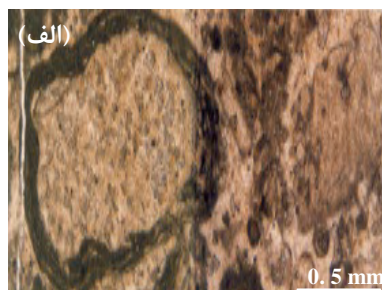
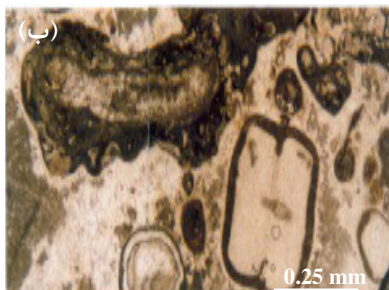
گروه میکروفاسیس‌های سد (S-Shoal)

میکروفاسیس (S₁): انکوئیدال بیوکلاستیک گرینستون

در این رخساره قطعات اسکلتی اکینید، نرمتان و فرامینی‌فرهای بنتیک به میزان ۲۰ تا ۲۵ درصد وجود دارند. فراوانی انکوئیدها ۱۵ تا ۲۰ درصد بوده و عمدتاً بیضوی شکل می‌باشند (شکل ۵-الف). فضای بین دانه‌ها

¹ Oolitic Shoal

حضور بریوزوئرها و اکینودرم‌ها و اندازه نسبتاً بزرگ آن‌ها مؤید یک محیط پرانرژی و مرتبط با دریای آزاد می‌باشد. زیرا این موجودات در شرایط درجه شوری نرمال دریا قادر به زندگی می‌باشند [۱۲، ۱۶]. این مشخصات حاکی از تشکیل این رخساره در محیط سد بیوکلاستی است. این رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد ۶ فلوگل است [۱۱].



شکل ۵. الف: انکوئیدال بیوکلاستیک گرینستون - سد (S₁) (نورپلاریزه) ب: اینترکلاستیک انکوئیدال گرینستون - سد (S₂) (نورپلاریزه) ج: ایید گرینستون - سد (S₃) (نورپلاریزه) د: اکینید بریوزوئتر پکستون - گرینستون - سد (S₄) (نورپلاریزه)

میکروفاسیس (S₄): اکینید بریوزوئتر پکستون - گرینستون

در این میکروفاسیس تراکم بالایی از فسیل اکینید و بریوزوئتر مشاهده می‌شود. بریوزوئرها اکثراً به صورت کامل مشاهده می‌شوند. آلوم‌های فوق نسبتاً درشت می‌باشند. در برخی نمونه‌ها به مقدار کم قطعات اینتراکلاست نیز یافت می‌شود (شکل ۵-د). بر اثر فرایند فشردگی، دانه‌ها دارای فابریک فشرده و ساختمان استیلولیت می‌باشند.

میکروفاسیس (O₂): کلسی سفر اسپیکولوکستون - پکستون

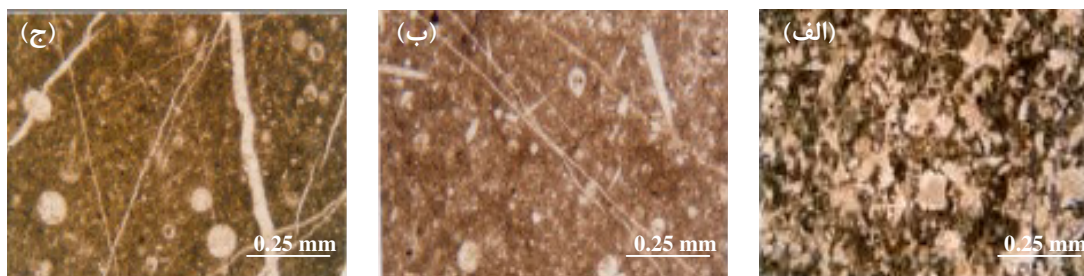
در این میکروفاسیس قطعات اسکلتی کلسی سفر و اسپیکول اسفنج در یک زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند. مقدار کلسی سفر ۱۵ درصد و فراوانی اسپیکول اسفنج حدوداً ۲۰ درصد می‌باشد. سوزن اسفنج به شکل میله‌ای و تک محوری نیز وجود دارد که در برخی قسمت‌ها جهت‌یابی از خود نشان می‌دهند (شکل ۶-ج). در بعضی موارد تجمع قطعات اسکلتی باعث ایجاد لامیناسیون شده است. این رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد ۱ فلوگل است [۱۱].

میکروفاسیس‌های دریای باز گروه (O)

میکروفاسیس (O₁): جلبک قرمز اکینید پکستون

مقدار فراوانی خرده‌های فسیلی اکینید (حدوداً ۳۰٪) و جلبک قرمز (۲۵-۲۲ درصد) تشکیل‌دهنده این میکروفاسیس می‌باشند (شکل ۶-الف). در بعضی نمونه‌ها در اثر فرایند فشردگی دانه‌ها دارای آرایش فشرده می‌باشند. حضور جلبک‌های قرمز و اکینودرم‌ها مؤید یک محیط نسبتاً پر انرژی و کم عمق و نیز دریای آزاد است، زیرا این موجودات در شرایط عادی دریایی قادر به زندگی می‌باشند [۱۲ و ۱۶]. این رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد ۶ فلوگل است [۱۱].

بر تشکیل آن‌ها در دورترین نقطه نسبت به خط ساحلی می‌باشد. میکروفاسیس‌های O_1 تا O_3 در توالی رسوبی در مجاورت یکدیگر قرار گرفته‌اند. در این توالی بر اثر نوسانات تدریجی سطح آب دریا، شاهد تغییر در نوع آلوکم‌ها و بافت رسوبات خواهیم بود و بر این اساس زیر محیط‌های مختلف رسوبی دریای باز از یکدیگر تفکیک گردیده‌اند. در این رخساره‌ها اندازه و فراوانی دانه‌ها به ترتیب از O_1 تا O_3 به طور تدریجی کاهش پیدا می‌کند. این رخساره معادل میکروفاسیس استاندارد ۱ فلوگل است [۱۱].



شکل ۶. الف: جلبک قرمز اकिनيد پکستون - دریای باز (O_1) (نورطبیعی) ب: کلسی سفر اسپیکول و کستون - پکستون - دریای باز (O_2) (نورپلاریزه) ج: کلسی سفر رادیولر و کستون - پکستون - دریای باز (O_3) (نورپلاریزه)

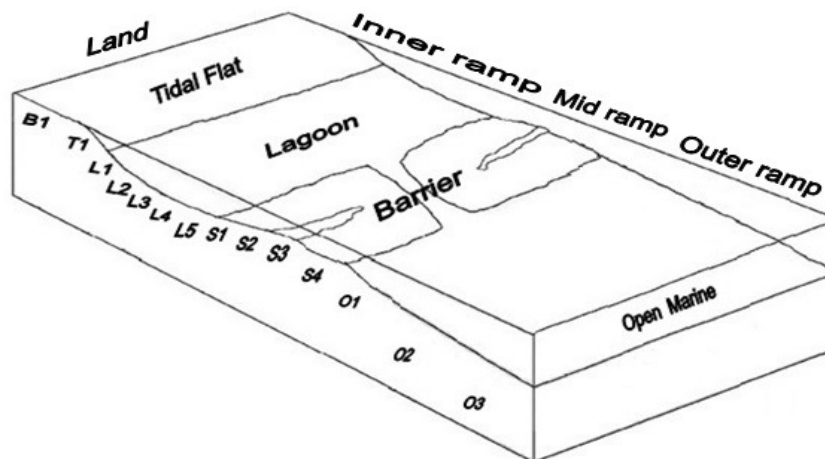
گردیده است. با توجه به تعاریفی که برای انواع پلاتفرم‌ها به عمل آمده است و با توجه به نوع رخساره‌ها و گسترش آن‌ها مدل رسوبی ارائه شده شبیه به یک سکو کربناته می‌باشد. سکوه‌های کربناته محیط‌های رسوب‌گذاری خاصی هستند که با شیب خیلی ملایم منطقه ساحلی را به آب‌های عمیق (بدون شکستگی مشخص در دامنه) منتهی می‌کند [۸ و ۲۵] (شکل ۷).

میکروفاسیس (O_3): کلسی سفر رادیولر و کستون - پکستون

اجزاء اسکلتی اصلی این رخساره کلسی‌سفر و رادیولر می‌باشند. میزان فراوانی آن‌ها ۳۰-۴۰ درصد است. درصد کمی از سوزن اسفنج نیز در آن وجود دارد. رادیولرها اکثراً تحت تأثیر پدیده کلسیتی شدن قرار گرفته‌اند. کلسی‌سفرها کروی شکل و میانگین قطر آن‌ها ۵ تا ۱۰۰ میکرون می‌باشد (شکل ۶-د). هم‌چنین وجود ذرات در اندازه سیلت و نیز لایه‌بندی متوسط با باندهای چرتی که در صحرا به صورت کلسی لوتایت رخنمون دارند، تأییدی

مدل و محیط رسوبی

با مطالعه مقاطع نازک و تعیین میکروفاسیس‌ها و با توجه به قانون والتر [۲۴] که رخساره‌های موجود در یک توالی عمودی در یک زمان واحد به طور جانبی در کنار یکدیگر قرار داشته‌اند و نیز مقایسه توالی عمودی موجود در رسوبات کربناته ناحیه مورد مطالعه با محیط‌های امروزی [۳۴] و مدل‌های ارائه شده توسط [۳۸،۳۲،۲۵،۱۹،۱۴،۱۲،۱۱،۱۰،۸] مدل رسوبی ارائه



شکل ۷. مدل رسوبی سازند جمال در برش باغ‌ونگ

زیر محیط لاگون به دلیل تشکیل سدهای بیوکلاستی و آئیدی دارای انرژی کمی بوده و بر اثر چرخش محدود آب شوری آن افزایش می‌یابد. بنابراین تنوع گونه‌ها در این منطقه کم و تنها فون‌های محدودی که با این شرایط سازگاری دارند فراوان می‌شوند. با این وجود این منطقه را از لحاظ عملکرد انرژی می‌توان به دو قسمت آرام و متلاطم تقسیم نمود. این نتیجه‌گیری بر اساس رخساره‌های بر جای مانده حاصل شده است. بخش نزدیک به سد این منطقه و قسمت نزدیک به ساحل آن نسبت به بخش مرکزی و عمیق‌تر آن متلاطم‌تر بوده و رسوبات تشکیل شده در آن‌ها فابریک دانه‌پشتیبان^۱ دارند. این زیر محیط با رخساره‌های L_1 تا L_5 مشخص می‌شود. رخساره L_5 دارای قطعات اسکلتی درشت نظیر رخساره S است، با این تفاوت که در بعضی مقاطع دارای گل کربناته می‌باشد. بنابراین با توجه به تشابه در نوع ذرات تشکیل‌دهنده این رخساره به احتمال زیاد در کنار رخساره قبلی و به طرف خشکی بر جای گذاشته شده است. حضور داسی‌کلاداسه نیز تاییدی بر این امر می‌باشد. بنابراین محیط تشکیل آن‌ها به حاشیه سد به سمت لاگون نسبت داده شده است.

توالی‌های رسوبی برش باغ ونگ

در این بخش تعریف مختصری از چینه‌نگاری توالی ارائه می‌گردد. مفاهیم جزئی، توصیف‌های کامل و مثال‌ها توسط [۱۵،۳۰ و ۳۷] شرح داده شده است. یک توالی رسوبی شامل چینه‌های مرتبط با هم از نظر ژنتیکی می‌باشد که مرز بالا و پایین آن توسط ناپیوستگی^۲ و یا پیوستگی هم‌ارز^۳ محدود شده و بر اثر بالا و پایین آمدن سطح نسبی آب دریا ایجاد شده‌اند [۳۶ و ۳۷]. یک توالی از نظر زمانی معادل چرخه رسوبی رده سوم^۴ است که از تعدادی فراوان چرخه‌های کم عمق شونده کوچک مقیاس یا پاراسکانس^۵ تشکیل شده است. بسته به مکان قرارگیری و نوع الگوی قرارگیری پاراسکانس‌ها، هر توالی رسوبی به سه دسته رسوبی^۶ قابل تقسیم است. هر دسته رسوبی به قسمت مشخصی از

رخساره‌های O_2 و O_3 که دارای مقادیر زیادی از خرده‌های اسکلتی کلسی‌سفر، سوزن اسفنج و رادیولر هستند، به دلیل نوع خرده‌های اسکلتی [۱۶ و ۱۲] و نیز مقادیر زیادی گل کربناته در عمیق‌ترین قسمت حوضه رسوبی (انرژی کم و نرخ رسوب‌گذاری پایین) تشکیل شده‌اند. شواهد صحرائی از قبیل لایه‌بندی نازک تا متوسط و حضور باندهای چرتی نشانگر شرایط تشکیل آن‌ها در مناطق عمیق می‌باشد. در رخساره O_1 تدریجاً اندازه و درصد ذرات تشکیل‌دهنده نظیر خرده‌های اسکلتی افزایش پیدا می‌کند.

در یک روند کلی کاهش مقدار رادیولر، اسپیکول اسفنج و کلسی‌سفر و افزایش درصد خرده‌های اسکلتی بنتیک مانند اکینید، حاکی از کاهش عمق آب می‌باشد. حضور گل در رخساره‌های اشاره شده نشانگر آن‌ها در زیر نزدیکی خط امواج می‌باشد.

بنابراین با توجه به نوع آلوکم‌ها و ماتریکس فراوانی که در این رخساره‌ها وجود دارد، می‌توان تشکیل رخساره‌های O_1 تا O_3 را به یک محیط کم انرژی و دور از ساحل نسبت داد [۱۲، ۲۵ و ۳۴]. موقعیت تشکیل این رخساره‌ها در این زیر محیط رسوبی را می‌توان با در نظر گرفتن درصد و اندازه ذرات و نوع آلوکم به این ترتیب در نظر گرفت که ریزترین رخساره با کلسی‌سفر و سوزن اسفنج در عمیق‌ترین و رخساره O_1 با حضور اکینید در فاصله نسبتاً نزدیک‌تری به ساحل و در زیر خط اثر امواج بر جای گذاشته شده‌اند.

در رخساره سد (رخساره‌های گروه S) میزان خرده‌های اسکلتی و اندازه دانه‌ها افزایش یافته است. مقدار گل آهکی کاملاً کاهش یافته و سیمان اسپاری جایگزین آن شده است. وجود سیمان اسپاری نشانگر ته‌نشست این رسوبات در محدوده خط اثر امواج می‌باشد. در چنین شرایطی در اثر افزایش انرژی گل کربناته از محیط شسته شده و فضای خالی توسط سیمان پر شده است. وجود موجودات استنوهالین نظیر اکنیودرم کورالیناسه‌آ، نیز نشانگر آن است که این زیر محیط کاملاً با دریای باز در ارتباط بوده است [۱۶]. این رخساره در روی زمین با لایه‌بندی ضخیم تا توده‌ای مشخص و بر اثر پدیده دولومیتی شدن در بعضی قسمت‌ها به آهک دولومیتی تبدیل شده است. این رخساره پراثرزنی‌ترین رخساره سازند جمال در منطقه مورد مطالعه است.

¹ Grainsupported

² Unconformity

³ Correlative conformity

⁴ Third-order

⁵ Parasequence

⁶ System Tract

چندین رخساره کربناته در بیش‌تر این توالی‌ها قابل تشخیص می‌باشد. این رخساره‌ها تحت عنوان CatchUp، KeepUp و StartUp نام‌گذاری شده‌اند [۲۸].

بر اساس مطالعه توالی‌ها در آمریکای شمالی و روسیه [۲۷ و ۲۶]، توالی رسوبی پرمین را تحت عنوان سوپر سیکل Transpecos (Second order cycles)، نام‌گذاری کرده است. منحنی یوستاتیک ترسیم شده به وسیله [۱۷] بر اساس تجزیه و تحلیل ۶۸ حوضه رسوبی نشانگر سه پسروری اصلی در آرئینسکین پسین، انتهای گوادالوپین و انتهای تاتارین می‌باشد. در هر دو منحنی سطح آب دریا از ابتدای پرمین در حال پایین آمدن تدریجی بوده و در انتهای پرمین به پایین‌ترین حد خود می‌رسد [۱۸].

تکتونیک جهانی نیز در تغییرات سطح آب دریا در پرمین نقش مهمی داشته است به نحوی که برخورد تدریجی Mongolian و Uralian طی کانگورین تا گوادالوپین منجر به بالا آمدن قاره‌ها در نیمکره شمالی و پسروری آب دریا، در حالی که باز شدگی و ریف‌تینگ در اطراف حاشیه شمالی گندوانا، سبب پسروری در قاره‌های نیمکره جنوبی از گوادالوپین پسین تا لوپینگین شده است [۱۸].

پائین آمدن سطح آب دریا که در نزدیکی انتهای پرمین پیشین شروع شده در انتهای پرمین به حداکثر مقدار خود می‌رسد. این سیکل بزرگ رسوبی شامل سیکل‌های کوچک‌تر پسروری - پسروری با پرود ۴-۱ میلیون سال است که میانگین آن‌ها ۲/۵ سال می‌باشد [۲۶]. پسروری در نزدیکی مرز پرمین - تریاس به پائین‌ترین حد خود می‌رسد که شاید پائین‌ترین حد سطح آب دریا در فانروزوئیک باشد. پائین آمدن سطح آب دریا در حدود ۲۱۰ متر [۱۳] تا ۲۸۰ متر [۱۷] می‌باشد. در طی تریاس پیشین پسروری آب دریا سبب بالا آمدن آب دریا در حدود ۲۲۰ متر شده است.

از پرمین پیشین تا مرز پرمین - تریاس شاهد یک کاهش ناگهانی در درصد قاره‌هایی که به وسیله دریاها کم عمق پوشیده شده‌اند، می‌باشیم. در پرمین پیشین ۴۳٪ و در مرز ۱۳٪ قاره‌ها زیر پوشش دریاها کم عمق بوده‌اند [۳۱] با پسروری سریع در تریاس پیشین این مقدار به ۳۴٪ می‌رسد.

این پسروری باید فرسایشی مشخصی در مقاطع چینه‌شناسی از خود نشان دهد ولی منحصرأ علائمی از

تغییرات سطح آب دریا مربوط می‌باشد. هر دسته رسوبی بر اساس مکان قرارگیری درون یک توالی، نوع سطح محدود کننده و شکل هندسی چینه‌ها تعریف می‌گردد [۳۷].

دسته رسوبی قاعده‌ای یک توالی^۷ است که در زمان پایین بودن سطح آب دریا تشکیل می‌شود. بخش میانی، دسته رسوبی پیش‌رونده (TST) می‌باشد که از پاراسکانس‌های پیش‌رونده ساخته شده است. مرز این دسته رسوبی با دسته رخساره‌های LST سطح پیش‌روی (TS) است. مرز بالایی آن سطح بیش‌ترین پیش‌روی (MFS) است. دسته رسوبی بالایی در زمان بیش‌ترین پیش‌روی، سکون نسبی و یا آغاز پایین آمدن سطح آب دریا تشکیل می‌شود. این بخش تحت عنوان HST نام‌گذاری شده است. رخساره‌های بخش بالایی آن مربوط به محیط ساحلی، محیط‌های حد واسط و یا محیط‌های قاره‌ای است. مرز زیرین دسته رسوبی HST سطح بیش‌ترین پیش‌روی و سطح بالایی آن مرز توالی (SB) است.

دو نوع ناپیوستگی در مرز توالی‌ها قابل تشخیص است. ناپیوستگی نوع ۱ (SB1)^۸ که با پسروری سریع، فرسایش و حرکت جانبی رخساره‌ها به سوی حوضه مشخص می‌گردد. این نوع ناپیوستگی زمانی پدید می‌آید که پایین آمدن سطح آب دریا بیش از فرونشینی حوضه در حاشیه فلات قاره باشد. ناپیوستگی نوع ۲ (SB2)^۹، زمانی به وجود می‌آید که پایین آمدن سطح آب دریا کند باشد و سطح آب تا بخش میانی فلات قاره یا نزدیک انتهای آن پایین می‌آید.

توالی‌های رسوبی رده سوم پالئوزوئیک پسین، در یک پلانفرم کربناته بر اثر نوسانات آب دریا به مقدار ۶۰ تا ۱۰۰ متر، در فاصله زمانی یک میلیون سال به وجود آمده‌اند [۲۷ و ۲۶]. در توالی لیتولوژیکی یک توالی رسوبی تشکیل شده در شلف خارجی یا میانی نشان داده شده است. طی بالا آمدن سطح آب دریا شلف غوطه‌ور شده و رسوبات دریایی ته‌نشست پیدا می‌کنند. در این توالی‌های رسوبی دسته رسوبی HST مشخص‌ترین رخساره رسوبی بوده و معمولا کم عمق شونده به سمت بالا می‌باشد.

⁷ Low Stand Sestem Tract

⁸ Type 1 Unconformity

⁹ Type 2 Unconformity

مشاهده می‌شود. رخساره میکروسکوپی آن به صورت بیوکلاستیک گرینستون بوده و حاکی از تشکیل آن در زیر محیط ساحلی می‌باشد. بر روی این بخش ۲۰ متر مارن با بین لایه‌هایی از آهک قرار گرفته و متشکل از رخساره‌های بیوکلاستیک وکستون/پکستون و بیوکلاستیک پکستون/گرینستون با فون‌های دریای محدود شده می‌باشد. این رخساره‌ها در زیر محیط لاگون نهشته شده‌اند. واحد بعدی به ضخامت ۱۵ متر و متشکل از تناوب مارن و آهک می‌باشد. رخساره‌های میکروسکوپی آن متشکل از بیوکلاستیک پکستون-گرینستون و بیوکلاستیک-اینتراکلاستیک گرینستون می‌باشد. این توالی در روند خود نشانگر تغییر محیط از لاگون به ماسه‌های شسته شده حاشیه پلاتفرم می‌باشند.

بنابراین واحدهای اشاره شده تشکیل دسته رسوبی پیشرونده TST را می‌دهند [۳۵]. در این حالت سرعت بالا آمدن آب دریا سریع‌تر از نسبت رسوب‌گذاری است اما آنقدر سریع نیست که سبب غرق شدگی پلاتفرم گردد. آخرین واحد توالی اول به ضخامت ۱۵ متر بوده و متشکل از رخساره‌های لاگون با فون‌های دریای محدود شده و رخساره پهنه جزرومدی (مادستون) می‌باشد. این بخش دسته رسوبی HST را تشکیل می‌دهد. سطح بیش‌ترین پیشروی (MFS) در صحرا با سنگ آهک مارنی غنی از فوزولیناسه‌آ، براکیوپود، آمونوئید، مرجان، گاستروپود و کرینوئید مشخص می‌گردد.

بر روی رخساره‌های پسرونده توالی، رخساره‌های توالی رسوبی (کلسی‌سفر- رادیولر مادستون/ وکستون) قرار می‌گیرند. لایه‌های تشکیل‌دهنده آن‌ها نازک تا متوسط لایه با باندهای چرتی می‌باشد. این بخش به ضخامت ۸۰ متر بوده و دسته رخساره‌های پیشرونده TST را می‌سازد. این دسته رسوبی از چندین پاراسکانس تشکیل شده است. هر پاراسکانس ضخیم شونده و کم عمق شونده به سمت بالا می‌باشد. در بیش‌تر آن‌ها رخساره‌های دریای باز (Basin) توسط وکستون و پکستون‌هایی با فون‌های پلاژیک و بنتیک پوشیده می‌شوند. این پاراسکانس‌ها در بخش خارجی سکو تشکیل شده و به وسیله رخساره‌های گرینستون کم عمق یا رخساره‌های خارج شده از آب پوشیده نشده‌اند. بنابراین هر کدام از آن‌ها نشانگر Progradation بخش میانی سکو به آب‌های عمیق‌تر می‌باشند. بر روی دسته رسوبی فوق سنگ آهک و سنگ

عدم رسوب‌گذاری در مرز وجود دارد. به طور کلی یک پسروی کلی در طی پرمین پیشین شروع شده که همراه با پیشروی و پسروی کوتاه مدت (سیکل سوم) بوده است. بنابراین پسروی پرمین میانی - پسین شامل دو بخش می‌باشد. یک پسروی تدریجی در طی حداقل ۱۰ میلیون سال یا بیش‌تر و یک پائین آمدن ناگهانی سطح آب دریا در حدود ۱۰۰ متر در ۲ میلیون سال یا کمتر. سری کریناته پرمین حوضه طبس همانند نواحی همجوار و سایر نقاط ایران بر روی واحدهای زیرین به طور پیشرونده قرار می‌گیرد. سطح تماس این واحد پیشرونده توسط یک هیاتوس با واحد تخریبی زیرین مشخص می‌شود. پیشروی در بلورین شروع می‌شود. این پیشروی در جنوب شرقی تامیر، جنوب چین، ژاپن و قفقاز نیز مشاهده می‌شود [۲۱].

بیشینه پیشروی در کورگان‌دین رخ داده است. بنابراین رسوبات پرمین میانی - بالایی قفقاز، ایران و جنوب ترکیه متعلق به یک پلاتفرم کریناته واحد هستند. تغییر مشخصی در رسوب‌گذاری در همه نواحی فوق‌الذکر در مرز بین سری گوادالوبین و لوپینگین مشاهده می‌شود. در طی گوادالوبین رسوب‌گذاری با تجمع وسیعی از سنگ‌آهک‌های کم عمق که محتوی جلبک و موجودات بنتیک است مشخص می‌شود، در حالی که در سری Lopinian میکرایت و کرینات‌های رسی رسوب‌گذاری غالب بوده‌اند. این تغییرات در تحولات زیستی نیز مؤثر بوده و طی آن فوزولینیدهای بزرگ، گونیاتیت‌ها و آگونیاتیت‌ها، مرجان‌های تابوله و... منقرض می‌شوند.

چینه‌نگاری توالی برش باغ‌ونگ

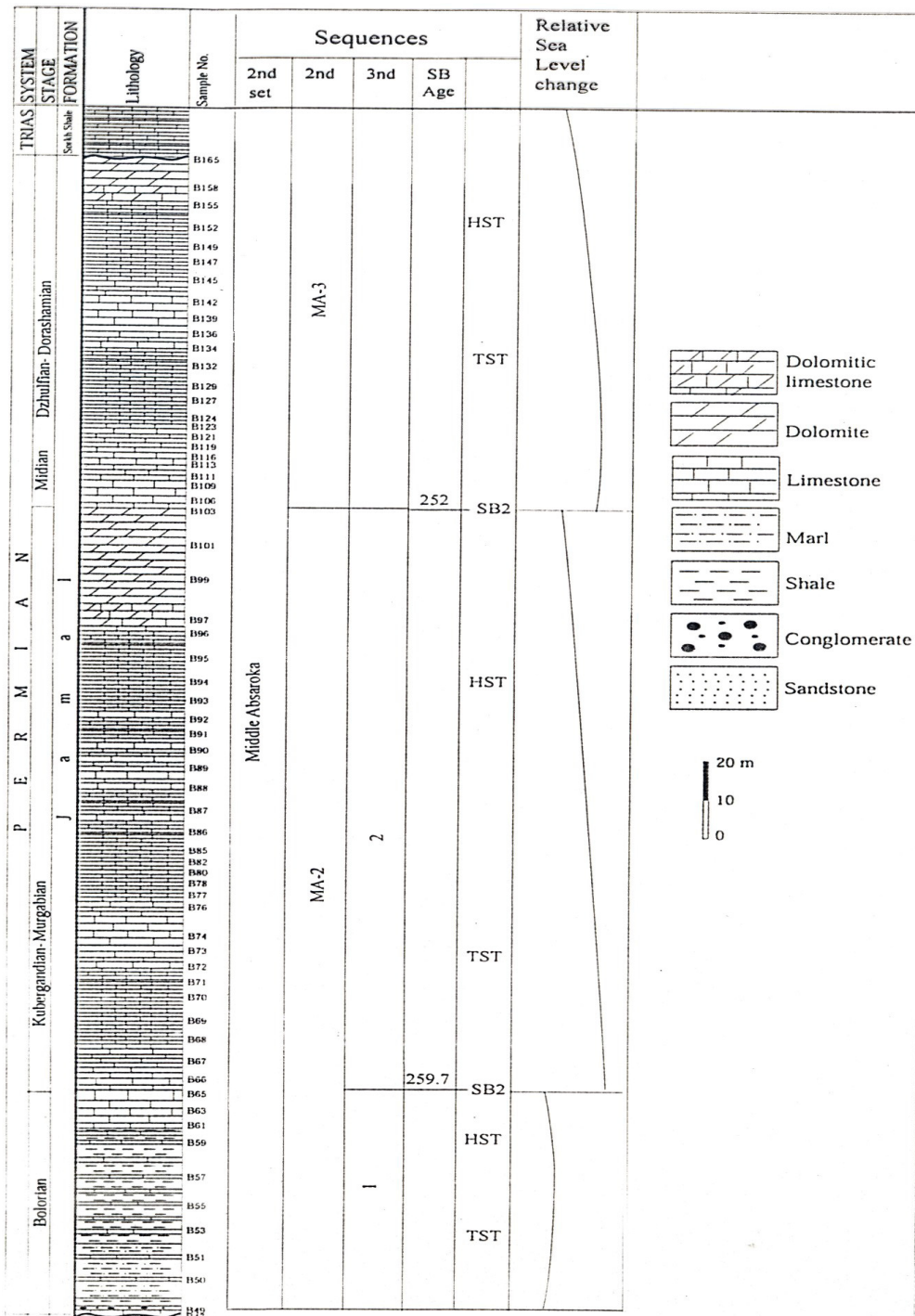
توالی‌های رسوبی مورد مطالعه قابل تفکیک به توالی‌های رسوبی دسته دوم و سوم می‌باشند که در سیکل‌های بزرگ آبساروکای زیرین و میانی جای می‌گیرند [۲۸]. در برش باغ‌ونگ رسوبات به سن بلورین تا دورا شامین بوده و شامل یک توالی رسوبی دسته دوم و دو توالی رسوبی دسته سوم به شرح زیر می‌باشد.

توالی رسوبی اول

این توالی به سن بلورین بوده و ۵۸ متر قاعده‌ای توالی را در بر می‌گیرد. در قاعده توالی ۴ متر آهک ضخیم تا متوسط لایه فسیل‌دار با لایه‌بندی‌های جناغی شکل

HST را تشکیل می‌دهند. در گذر از رخساره TST به HST در پاراسکانس‌ها رخساره آب‌های کم‌عمق (بخش بالایی دامنه) ظاهر و در نهایت به رخساره‌های گرینستون حاشیه پلاتفرم ختم می‌شود.

آهک دولومیتی ضخیم تا متوسط لایه به ضخامت ۷۰ متر قرار گرفته و از رخساره‌های اکینید پکستون/ گرینستون، بایوکلاستیک گرینستون و انکوئید گرینستون تشکیل شده است. این رخساره‌ها نشانگر زیر محیط بخش بالایی دامنه و حاشیه پلاتفرم می‌باشند. آن‌ها دسته رسوبی



شکل ۸. توالی‌های رسوبی نهشته‌های پرمین سازند جمال در برش باغ ونگ

سنگ‌های سازند جمال و مقایسه آن با محیط‌های رسوبی امروزی نشان می‌دهد که محیط رسوب‌گذاری سازند جمال با محیط‌های کربناته امروزی جنوب خلیج فارس قابل مقایسه است. هم‌چنین توالی‌های رسوبی برش باغ ونگ شامل یک توالی رسوبی دسته دوم و دو توالی رسوبی دسته سوم به سن بلورین تا دورا شامین می‌باشد.

منابع

- [۱] آقائباتی، س، ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ اول.
- [۲] پرتوآذر، ح (۱۳۷۴) سیستم پرمین در ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۳۴۰ص.
- [۳] طاهری، ع و وزیری مقدم، ح (۱۳۸۷) بررسی فوزولیناسه-آی بلوک طبس و اهمیت آن‌ها در تفسیر جغرافیا و آب و هوای گذشته قاره سیمیری، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی و چهار، شماره ۱، صفحات (۱۳۰-۱۲۳)
- [۴] عارفی‌فرد، س (۱۳۸۵) مطالعه میکروبی و استراتیگرافی، میکروفاسیس و ژئوشیمی رسوبات پرمین در منطقه کلمرد، شتری و شیرگشت (ایران مرکزی)، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۲۰۲ص.
- [۵] یار احمد زهی، ح وارنست، الف (۱۳۸۷) مطالعه‌ی بیوزوئرها‌ی بخش زیرین سازند جمال در منطقه‌ی بزمان (برش سراب)، فصلنامه‌ی زمین‌شناسی کاربردی، شماره ۴، صفحات ۳۱۳-۳۰۹.
- [6] Arefifard, S. & Davydov, V. I (2004) Permian in Kalmard, Shotori and Shirgesht areas, eastern-central Iran, Permian phils, (44): 28-32.
- [7] Briand, C., Izart, A., Vaslet, D., Makhlina, N., Isakova, T., Kossovaya, O. and Jaroshenko, A (1998) Stratigraphy and sequence stratigraphy of Moscovian, kasimovian and Gzhelian in the Moscow Basin. Bull. Soc. Geol. France, t. 169, no.1. pp. 35-52.
- [8] Burchette, T. P. and Wright, V. P (1992) Carbonate ramp depositional systems, Sed. Geol., No. 79, pp. 3-57.
- [9] Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: W. E., Ham, (eds), Classification of carbonate rocks, a Symposium, Tulsa, Okla., Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1, pp. 108-121.
- [10] Einsele G (2000) Sedimentary basins: evolution, Facies, and Sediment budget. Springer. 792 p.
- [11] Flügel, E (2004) Microfacies analysis of limestones, analysis interpretation and application: Berlin, Springer-Verlag, 976 pp.

توالی رسوبی دوم

این توالی به سن کوبرگاندین-میدین می‌باشد. مرزهای زیرین و بالایی این توالی با ناپیوستگی نوع ۲ (SB2) مشخص می‌گردد.

توالی رسوبی سوم

این توالی به ضخامت ۹۰ متر بوده و به سن جلفین-دوراشامین می‌باشد. این توالی همانند توالی قبلی با رخساره‌های دریای باز که متشکل از چندین پاراسکانس می‌باشند، شروع می‌شود. این بخش دسته رسوبی پیشرونده را تشکیل می‌دهند.

با سکون نسبی و پایین آمدن تدریجی آب دریا رخساره‌های حاشیه شلف که به صورت سنگ‌آهک دولومیتی و دولومیت ضخیم تا متوسط لایه هستند ظاهر شده و در نهایت با کم‌عمق شدگی بیش‌تر به رخساره‌های لاگون و پهنه جزرومدی تبدیل می‌گردد. این توالی با ناپیوستگی نوع ۲ (SB2) از توالی زیرین جدا شده و با مرز پیوسته (SB2) در زیر سازند سرخ شیل پایان می‌پذیرد. (شکل ۸)

نتیجه‌گیری

سنگ‌های پرمین برش باغ‌ونگ به سن بلورین-دوراشامین در یک محیط دریایی کم عمق نهشته شده‌اند. این برش از کامل‌ترین برش‌های سازند جمال در ایران است و در ارتباط با توالی استراتیگرافی و نیز محیط رسوبی این سازند مطالعه زیادی صورت نگرفته است. در ته‌نشست رسوبات کربناته در منطقه مورد مطالعه فاکتورهایی نظیر عرض جغرافیایی، تغییرات جهانی سطح آب دریا، عمق محیط رسوب‌گذاری، درجه حرارت و مقدار مواد تخریبی وارد شده به حوضه موثر بوده است. مطالعات پتروگرافی نشانگر این است که این سنگ‌ها را می‌توان به ۱۳ میکروفاسیس آهکی تقسیم کرد. تلفیق و نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی و شواهد صحرایی مشخص کرده است که میکروفاسیس‌های آهکی فوق در چهار زیر محیط: ساحل، لاگون، سد و دریای باز نهشته شده‌اند. تغییرات عمودی و جانبی و تدریجی نهشته‌های سازند جمال و نیز فقدان ریف‌های ممتد و پیوسته و عدم رسوبات حاصل از جریان‌ات توریبیدایت و نیز شیب ملایم بیانگر رسوب‌گذاری آن‌ها در یک پلاتفرم کربناته از نوع سکو هموکلینال است. بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبی

- [24] Middleton, G. V (1973) Johanns, Walthers law of the correlation of facies. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 84, No.3, pp. 979-988.
- [25] Read, J. F., (1985), Carbonate platform facies models. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, V.69, No.1, pp.1-21.
- [26] Ross, C.A. and Ross, J.R.P (1987) Late Paleozoic sea level and depositional sequences. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Spec.pub.24*, 137-149.
- [27] Ross C. A, Ross J R P (1988) Late Palaeozoic transgressive-regressive deposition. In Wilgus C K et al., eds., *Sea level changes: an integrated approach*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 227-247.
- [28] Ross C. A. and Ross R. P (1995) Permian Sequence Stratigraphy. In Scholle P A, Peryt T M, Ulmer- Scholle D S, eds., *The Permian of Northern Pangea Volume 1: Palaeogeography, Palaeoclimates, Stratigraphy*. Springer-Verlag: 98-123.
- [29] Ruttner, A., Nabavi, M., Hajian, J (1968) Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran). *Geol. Surv. Iran, Rep. 4*, pp. 4-133, Tehran.
- [30] Sarg J.F (1988) Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus C. K. Hastings B. S., Kendall C. G. St. C., Posamentier H. W., Ross, C. A., Van Waggoner J. C. (Eds). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Soc.Econ. Paleontol Mineral, Spec. Publ. 42:15-181.
- [31] Schopf, T. J.T. J. M (1974) permo-Triassic extinctions: relation to sea-floor spreading. *Journal of geology* , V 101, P. 279 – 294.
- [32] Sellwood B.W (1996) Shallow marine carbonate environments In: H.G., Reading (Ed.), *Sedimentary Environment Processes Facies and Stratigraphy*. Blackwells Science. Oxford. 688 p.
- [33] Stocklin, J., Eftekhar-nezhad J., Hushmandzadeh A (1965) Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). *Geol. Surv. Iran, Rep. 3*, pp.1-69.
- [34] Tucker, M.E., & Wright, V.P (1990) *Carbonate sedimentology*. Blackwells, Oxford. 260p.
- [35] Tucker, M. E., Calvet, F. and Hunt, D (1993) Sequence stratigraphy of carbonate ramps: system tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain. In: Postamier, H. W., Summerhayes, C. P., Haq, B. U. and Allen, G. P., Eds., *Sequence stratigraphy and facies associations*, 397-415., International Association of Sedimentologists, Special Publication, 18
- [12] Flugel, E (1982) *Microfacies analysis of limestone*: Springer-Verlag. Berlin, 633p.
- [13] Folk, R. L (1962) Spectral subdivision of limestone type. In: W. E. Ham (eds.), *Classification of carbonate rock*, Tulsa, Okla. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1, pp. 62-84.
- [14] Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 155: 211-238.
- [15] Haq, B.U., Hardenbol and P.R. Vail (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, v. 42, p. 71-108.
- [16] Heckel, P. H (1972) Recognition of ancient shallow marine environment, In: J. K., Rigby and K., Hamblin (eds.), *Recognition of ancient sedimentary environment*, S. E. P. M., Special Publication V. 16, pp. 226-286.
- [17] Holser W T, Magaritz M (1987) Events near the Permian-Triassic boundary. *Modern Geology* 11 (2): 155-180.
- [18] Jin Yugan, Cao Changqun (2000) On stratigraphic classification and studies of non-stratified rocks. *Acta Stratigraphica Sinica*, supplement volume, 26-30.
- [19] Lasemi, Y., and Carozzi, A.V (1981) Carbonate microfacies and depositional environments of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinois basin, USA, VIII Congreso Geologico Actas, 11: pp. 357-384.
- [20] Lasemi, Y (1980) Carbonate microfacies and depositional environments of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinois basin. PhD thesis, University of Illinois. U.S.A.
- [21] Leven, E.J (1997) Permian stratigraphy and Fusulinida of Afghanistan with their paleogeographic and paleotectonic implications. *Geological Society of America Special Papers* 316, 1-134.
- [22] Leven, E. Ja. & Taheri, A (2003), "Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of east Iran, Gzhelian and Asselian deposits of the Uzbek -Kuh region", *Rivista Italiana di Paleontologica e Stratigrafia*, Vol. 109 (3): 499-515.
- [23] Leven, E., Ja. & Vaziri, H (2004) "Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of eastern Iran, the Permian in the Bagh-e-Vang section (Shirgesht area)", *Rivista Italiana di Paleontologica e Stratigrafia*, Vol. 110 (2): 441-465.

- [36] Vail, P.R., R.M. Mitchum Jr. and S. Thompson III (1977) Seismic stratigraphy and global changes in sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, v.26, p. 83-97.
- [37] Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J (1988) An overview of Sequence Stratigraphy and key definitions. SEPM. Spec. Publ. 42: 39-45.
- [38] Wilson, J. L (1975) Carbonate facies in geologic history. Springer- Verlag, New York, 471p.